جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و سوم، پائیز ۱۳۹۶

صص ۱۹۷- ۱۸۱

DOI: 10.22067/geo.v6i3.62149

واکاوی روند تاوهٔ قطبی در نیمکرهٔ شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم

عبدالرضا کاشکی[۱] - استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۳/۳

چکیده

تغییر روند سامانه‌های کلان مقیاس اقلیمی همچون تاوه قطبی، نقش بسزایی در تغییر اقلیم سطح زمین دارد. در این پژوهش برای نیل به این هدف، از داده‌های دوباره واکاوی شده ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو از مرکز ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات‌متحده آمریکا استفاده شده است. این داده‌ها دارای تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی و به صورت میانگین روزانه برداشت گردیده است. دوره آماری این پژوهش از سال ۱۹٤۸ تا ۲۰۰۷ میلادی برای نیمکره شمالی بوده و شامل ۱٤٤×۳٦ یاخته است. برای مقایسه میانگین‌ها، از آزمون تی- تست برای دو گروه وابسته و جهت بررسی روند تاوه قطبی از آزمون روند کندال تاو استفاده گردید. نتایج پژوهش نشان داد که تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفندماه، دارای روند کاهشی (منفی) در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ است. البته علل کاهش سطح تاوه قطبی در نیمه سرد سال و به‌ویژه در بهمن‌ماه و اسفندماه نیز قابل تأمل است. همچنین در تمام ماه‌های مورد بررسی، سطح تاوه قطبی کاهش یافته و سیر نزولی داشته که عموماً این سیر کاهشی، در نیمهٔ گرم سال بیشتر از نیمه‌سرد سال است. این تغییرات باعث ناهنجاری در الگوهای آب‌وهوایی مناطق می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: تاوهٔ قطبی، تحلیل روند، تغییر اقلیم، نیمکره شمالی.

۱. مقدمه

مسأله تغییر اقلیم که امروزه به عنوان یکی از شایع‌ترین مباحث علمی و حتی سیاسی- اجتماعی مطرح است، درواقع مسأله تازه‌ای نیست، چراکه اصولاً تغییر و حرکت، جزء وجودی سامانه‌های کلان‌مقیاس اقلیمی است. کشف قانونمندی تغییر این سامانه‌ها که عمدتاً به صورت چرخه‌ای هستند، خود ابزاری می‌گردد تا بتوان به کمک آن اقدام به پیش‌بینی رفتارهای بعدی سامانه کرد. تاوهی قطبی سامانه چرخندی بزرگ مقیاسی است که در وردسپهر میانی و

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۱۷۳۱٤۵۳ Email: r.kashki@yahoo.com

بالایی در مناطق قطبی شمال و جنوب قرار دارد. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته، بررسی‌های مشاهداتی و مدل‌سازی‌ها، حاکی از وجود چرخه‌های نوسان تاوه قطبی است. سازوکارهای مؤثر بر وجود چرخه‌های نوسان تاوه قطبی به دو دستهٔ داخلی و خارجی تقسیم می‌شوند. سازوکار داخلی، شامل بررسی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی با اعمال واداشت‌های گرمایی و موجی، مستقل از زمان که منجر به شناسایی اثر پوش‌سپهر[1] بر وردسپهر[2] می‌شود. سازوکار خارجی، شامل بررسی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی با اعمال واداشت‌های گرمایی و موجی وابسته به زمان که منجر به شناسایی اثر وردسپهر بر پوش‌سپهر می‌شود (میرکنی و محب‌الحجه،۱۳۹۰:۲۱۳). وجود چرخه‌ها، به عوامل متعددی از قبیل تابش خورشیدی (سالبی و کالاغان[3]، ۲۰۰٤:۳٦)؛ فعالیت آتشفشانی (آنجل[4]، ۱۹۹۷:۹۸۰)؛ تغییرات شیمیایی پوش‌سپهر (واق[5]، ۱۹۹۳:۵۳۵) و یا ماهیت دینامیک درونی پوش‌سپهر (رونگ و واف[6]، ۲۰۰٤:۱۱۷۵) بستگی دارد. این نکته قابل‌توجه است که موقعیت جغرافیایی این سامانه در هر سال مقداری تغییر می‌کند ولی به‌طور بهنجار، دارای مرکزیت ثابت و خاصی است که استقرار آن طولانی‌مدت است. جابجایی این سامانه نسبت به موقعیت نرمال آن، نه‌تنها تغییراتی در انتقال مرکز پرفشار جنب‌حاره ایجاد می‌کند، بلکه تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه و درنهایت تغییرات اقلیمی کره‌زمین را باعث می‌شود. پربندی که در اطراف عرض ۵۰ درجه جغرافیایی در هر ماه از سال قرار دارد به عنوان شاخص شدت تاوهٔ قطبی در نظر گرفته می‌شود که جابجایی شمالی‌تر آن، سبب انتقال پرفشار جنب‌حاره به عرض‌های بالاتر و انتقال پربند مشخصه تاوه قطبی به عرض‌های پایین‌تر، معرف گسترش و توسعه این سامانه و عقب‌نشینی پرفشار جنب‌حاره به عرض‌های جنوبی‌تر است (حجازی‌زاده، ۱۳۷٦: ۲۰).

در دهه‌های اخیر مطالعات گسترده و سازمان یافتهٔ بی‌شماری در مورد شناسایی و درک برخی از خصوصیات دینامیکی- همدیدی در جو میانی از جمله تاوه قطبی و تغییرات روند آن انجام شده است (مارخام[7]، ۱۹۸۵: ۷۳؛ آنجل، ۱۹۹۲:۲۵ و ۱۹۹۸:۸۸۹؛ دیویس و بنکوویچ[8]، ۱۹۹۲: ٦۵ و ۱۹۹٤:٤۱٦؛ فرانفلد و دیویس[9]، ۲۰۰۰:۵۳۷ و ۲۰۰۲:۲۵؛ برنت و مک‌نیکل[10]، ۲۰۰۰:۹۹٤). برخی از اندیشمندان تغییرات روند تاوه را مربوط به دمای اقیانوس‌ها (لویتس و همکاران[11]، ۲۰۰۰:۲۲۲۵)، فشار جو در سطح دریا و دمای سطح هوا (مینوب[12]، ۱۹۹۹:۸۵٦) و یا نوسان جنوبی[13] و نوسان

1 Stratosphere
2 Troposphere
3 Salby and Callaghan
4 Angell
5 Waugh
6 Rong and Waugh
7 Markham
8 Davis and Benkovic
9 Frauenfeld and Davis
10 Burnett and McNicoll
11 Levitus et al
12 Minobe
13 El Nin˜o-Southern Oscillation (ENSO)

شمالگان[1] (میلر و همکاران[2]، ۲٤:۱۹۹٤؛ تامپسون و والز[3]، ۱۰۲۱:۲۰۰۱) می‌دانند. فرانفلد و همکاران[4] (۲۰۰۳: ۷)، بر این باورند که گسترش تاوه قطبی در دهه ۱۹۷۰ و عقب‌نشینی بعدازآن در عرض‌های پایین‌تر، قوی‌تر و در عرض‌های بالاتر، ضعیف‌تر شده است. به‌ویژه بر روی خشکی‌های شمال آمریکا، آسیا و اروپا. این روند، در وردیست بالایی نسبت به وردیست پایینی، قوت بیشتری دارد. رونگ و واق (۲۰۰٤: ۱۱۷٤)، با بررسی تغییرپذیری درونی پوش سپهر به کمک مدل تک لایه‌ای آب کم عمق با واداشت موجی مستقل از زمان روشن ساختند که، دینامیک درونی پوش‌سپهر در ایجاد تغییرپذیری آن مؤثر است. بنابراین رخداد چرخه‌های نوسان تاوه قطبی که عامل اساسی در تغییرپذیری درونی پوش‌سپهر است، بدون انتشار قائم امواج راسبی هم باید امکان‌پذیر باشد. ورونا[5] (۸٦:۲۰۰۵)، روند بلند مدت تاوه قطبی را در ارتباط با الگوهای پیوند از دور مانند نوسان شمالگان (AO) می‌داند که با ماه‌های آذر، دی، بهمن و فروردین همبستگی بالایی دارد و تغییرات دمای جهانی درنتیجه تغییر الگوهای گردشی کلان مقیاس، نقش مهمی در روند بلند مدت تاوه قطبی دارد. اسکات و پولوانی[6] (۲۰۰۸: ۲۳۷۵)، بر این باورند که حل معادلات مدل آب کم‌عمق روی کره، به شناسایی ساختار نصف‌النهاری چرخه‌های نوسان تاوه قطبی کمک شایانی می‌کند. علاوه بر این، افزایش تفکیک در مدل‌های عددی، به‌منظور آشکارسازی همهٔ عوامل مؤثر بر دینامیک چرخه‌های نوسان تاوه قطبی صورت می‌گیرد. چوی و همکاران[7] (۲۰۰۹: ۲)، روند بلندمدت تاوه قطبی را با ناهنجاری دما، پوشش برف و نوسان شمالگان در ارتباط می‌دانند. دهه ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰ را نسبت به دهه ۱۹۵۰ و ۱۹٦۰، دهه عقب‌نشینی پربند معرف تاوه قطبی در اسفندماه از روی آمریکای شمالی و اروپا و در تیرماه از روی شرق آسیا می‌نامند. حجازی‌زاده (۱۳۷٤)، با مطالعه پرفشار جنب-حاره‌ای و تاوایی قطبی در طی ۱۵ سال به مطالعه بارندگی‌های ایران و رابطه آن با این دو مؤلفه فشاری پرداخت و نشان داد که این مؤلفه‌ها تأثیر بسزایی در تغییر فصل و روند کاهشی/افزایشی بارش ایران دارند. مرادی (۱۳۷۹)، نشان داد اگر پربند معرف تاوه قطبی در عرض‌های جنوبی‌تر استقرار یابد، دمای هوا در مناطق مختلف کشور کاهش می‌یابد و هرگاه به عرض‌های جنوبی‌تر کشیده شود، بارش در کشور فراگیر بوده و از شدت بیشتری برخوردار است. استقرار مرکز اصلی تاوه در نیمکره غربی و نسبتاً دور از نقطه شمالگان، با افزایش دمای هوا و بالعکس، استقرار مرکز تاوه در نیمکره شرقی، کاهش دمای هوا در کشور را به دنبال دارد. علی‌دادی (٤:۱۳۸۹)، روزهای بارشی– برفی ایران را مربوط به پیشروی شمال‌سوی پشته جنب‌حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و درنتیجه خارج شدن تاوهٔ قطبی از حالت بهنجار خود می‌داند و معتقد است کشیده شدن تاوه قطبی به عرض‌های پایین‌تر منجر به عمیق شدن

1 Arctic Oscillation
2 Miller et al
3 Thompson and Wallace
4 Frauenfeld et al
5 Wrona
6 Scott and Polvani
7 Choi et al

ناوه مستقر در شرق مدیترانه شده است. میر رکنی و محب الحجه (۱۳۹۰: ۲۲۲)، معتقدند که گرایش باد مداری، واداشت کوهساری[1]، واگرایی شار تکانه افقی[2] و گشتاور کوریولیس[3] سهم اصلی در تعیین تحول زمانی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی دارند و چرخه‌های نوسان تاوه قطبی را می‌توان حاصل تغییرات ناهم فاز سه جملهٔ واداشت کوهساری، واگرایی شار تکانه افقی و گشتاور کوریولیس دانست.

ازآنجاکه شدت و گسترش یا تحدید و تضعیف و تغییر شکل تاوهٔ قطبی، تعیین‌کننده شرایط اقلیمی در عرض-های میانه، خاورمیانه و درنهایت مسبب تغییرات اقلیمی کل کره زمین محسوب می‌گردد، شناخت روند تاوه قطبی به عنوان یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های گردش عمومی جو، مبنای پژوهش حاضر قرار گرفته است.

۲. منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد بررسی در این پژوهش، نیمکره شمالی از ۰ تا ۹۰ درجه عرض جغرافیایی و ۰ تا ۳٦۰ درجه طول جغرافیایی می‌باشد. چون تفکیک مکانی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۲/۵ * ۲/۵ درجه قوسی است، این محدوده شامل ۱٤٤*۳٦ یاخته است.

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از پایگاه داده‌های جو بالا با تفکیک زمانی روزانه در سال‌های ۱۹٤۸ تا ۲۰۰۷ میلادی از تارنمای www.cdc.noaa.gov که وابسته به مرکز ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات‌متحده آمریکا است، استفاده شده است. با استفاده از قابلیت برنامه نویسی نرم افزار گرادس[4] سطح هر یاخته که در درون پربند معرف تاوه قرار گرفته محاسبه و سپس با جمع مساحت یاخته‌های درون تاوه در نهایت متوسط سطح قلمرو تاوه قطبی نیمکره شمالی در دوره آماری برای هر ماه به کیلومتر مربع محاسبه شد. تراز مورد بررسی، لایه میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) می‌باشد. علت انتخاب این تراز به عنوان تراز میانی جو این است که نشان دهنده ویژگی‌های سطوح بالا و پایین جو و همچنین بیانگر بیشترین هدایت سامانه‌های عرض‌های میانه و اغتشاشات جوی می‌باشد (آهرنز[5]، ۱۹۹۹ و علیجانی، ۱۳۷۸: ۷).

جهت بررسی روند مساحت تاوه قطبی از آزمون ضریب همبستگی کندال تاو[6] در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد و برای بررسی تغییرات سطح تاوه، از آزمون تی- تست برای دو گروه وابسته[7] در نرم افزار SPSS استفاده

1 Topography
2 Divergence of horizontal momentum
3 Coriolis torque
4 GRADS
5 Ahrens
6 Kendall tau test
7 Paired-Samples Test

شده است. یکی از متداول‌ترین روش‌های همبستگی رتبه‌ای استفاده از ضریب همبستگی کندال است. ایـن ضـریب را با حرف یونانی تاو نمایش می‌دهند. ضریب همبستگی کندال به صورت زیر تعریف می‌شود.

رابطه (۱):

$$\tau = \frac{2S}{N(N-1)}$$

که در آن، N تعداد کل داده‌هاست و S مجموع ضرائب همبستگی جفت و جور شده اعضاء دو جامعه مـورد نظـر است. برای محاسبه S در دنباله به ترتیب قرار گرفتن هر جفت از رتبه‌ها توجه می‌کنیم اگر یک جفـت رتبـه در هـر دو دنباله نسبت به جفت دیگر تغییر همسو داشته باشد (هر دو اضافه و یا هر دو کم شده باشند) بـه آن جفـت رتبـه عـدد ۱+ را نسبت می‌دهیم و اگر تغییر آنها همسو نباشد به آن جفـت عـدد ۱- را نسـبت مـی‌دهـیم (مهـدوی و طاهرخـانی، ١٦٦:١٣٨٣). در ضمن یاد آوری می‌گردد که دنباله اول، سری زمـانی دوره مـورد مطالعـه (۱۹٤۸–۲۰۰۷) و دنبالـه دوم مساحت تاوه قطبی در هر ماه در دوره آماری است. آزمون تی- تست از جمله آزمـون‌هـای پارامتریـک آمـاری بـرای مقایسه میانگین و واریانس دو گروه وابسته در یک منطقه استفاده می‌گردد. برای این منظـور طـول دورهٔ آمـاری بـه دو دوره ۳۰ ساله تقسیم گردید (دوره اول از سـال ۱۹٤۸ تـا ۱۹۷۷ و دوره دوم از سـال ۱۹۷۸ تـا ۲۰۰۷ مـیلادی). بـرای استفاده از آزمون تی- تست بایستی داده‌ها دارای شرایطی مخصوص باشـند، بعنـوان مثـال داده‌هـا بایسـتی بصـورت فاصله‌ای و دو گروه داده مستقل از هم و از همه مهمتر داده‌ها بایستی نرمال باشند، اگر داده‌ها نرمـال نباشـند بایسـتی از آزمون‌های ناپارامتریک استفاده کرد (مهدوی و طاهرخانی، ٣٦٧:١٣٨٣). برای آزمون نرمـال بـودن داده‌هـا از آزمـون‌هـای کلموگروف –اسمیرنوف[۱] و شاپیرو –ویلکاکسون[۲] استفاده گردید. نتایج آزمون‌های نرمال بـودن داده‌هـا در جـدول ۱ آمده است، همه داده‌ها نرمال هستند زیرا مقدار آماره معنی داری آنها در سـطح معنـی داری ۹۵ درصـد بـالاتر از ۰/۰۵ است.

جدول ۱. آماره‌های آزمون نرمال بودن داده‌ها

ماه / آزمون	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
کلموگروف – اسمیرنوف	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۱۹٦	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰
شاپیرو – ویلکاکسون	۰/۱٤۸	۰/۳۲٤	۰/۲٦۷	۰/٤۵۷	۰/۵۹٦	۰/۱۱۲	۰/۲٤۱	۰/٤۷٤	۰/۹۳٦	۰/۸۷۹	۰/۸۷۹	۰/٤۱٦

درنهایت پربند مشخصه تاوه قطبی در هر ماه بر حسب ژئوپتانسیل‌متر برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف گردید تا مبنای سنجش مساحت تاوه قطبی به تفکیک ماهانه قرار گیرد (جدول ۲).

1 Kolmogorov-Smirnov
2 Shapiro-Wilk

جدول ۲. پربند مشخصه تاوه قطبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های مختلف سال (چویی و همکاران، ۲۰۰۹، ٦ و حجازی‌زاده، ۱۳۷۲، ۵).

ماه / آماره	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
پربند مشخصه	۵۵۸۰	٥٦٤۰	۵۷۰۰	۵۷۰۰	۵۷٦۰	٥٦٤۰	۵۵۸۰	۵۵۲۰	٥٤٦۰	٥٤٦۰	٥٤٦۰	۵۵۲۰

٤. بحث و نتایج

با محاسبه آزمون روند کندال تاو در SPSS، مشخص گردید که در همه ماه‌ها آهنگ کاهشی در گستره تاوه قطبی مشاهده می‌گردد. تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفندماه دارای آهنگ کاهشی (منفی) معنی‌داری در سطح ۰/۰۱ است. بیشترین میزان آهنگ کاهش مربوط به مردادماه با مقدار ۰/۳٤۱− و کمترین مقدار، از آنِ آذرماه با مقدار ۰/۰۸۱− می‌باشد. ملاحظه می‌شود که در مرداد و شهریورماه، ضریب معنی‌داری صفر هستند (جدول ۳).

جدول۳. روند مساحت تاوه قطبی در طی دوره آماری

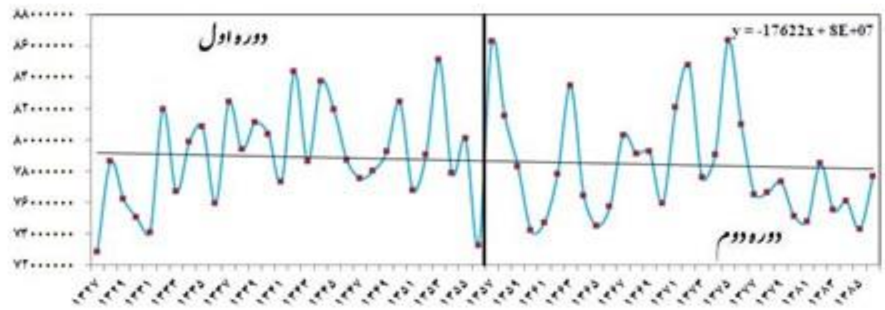
آماره / ماه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
میزان روند	−۰/۰۸۸	**−۰/۲٤۲	**−۰/۲۵۲	**−۰/۲۳۳	**−۰/۳٤۱	**−۰/۳۱۳	−۰/۱۰٤	−۰/۱۵۹	−۰/۰۸۱	−۰/۱۲۱	−۰/۱٦۹	**−۰/۲۵۱
ضریب معنی‌داری	۰/۳۲	۰/۰۰٦	۰/۰۰٤	۰/۰۰۹	۰	۰	۰/۲٤۱	۰/۰۷۲	۰/۳۵۸	۰/۱۷۲	۰/۰۵٦	۰/۰۰۵

** همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

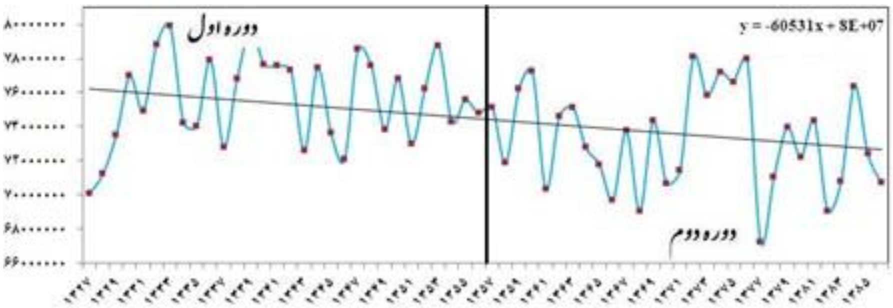
همچنین نتایج حاصل از تحلیل روند (شکل‌های ۱ تا ۱۲) نشان می‌دهد که در تمام طول دوره آماری (٦۰ سال)، تاوه قطبی آهنگ کاهشی داشته ولی این میزان در سه ماهه تابستان شدیدتر بوده است. همین شرایط در دو ماهه پایانی بهار نیز حاکم است اما شدت کاهش، کمتر از تابستان می‌باشد. نکته مهم اینجاست که اگر چه تاوه قطبی سامانه کلان مقیاس نیمهٔ سرد سال است اما ملاحظه می‌شود که در فصول سرد نیز گستره تاوه قطبی آهنگ کاهشی را نشان می‌دهد (بهمن و اسفندماه). در این روابط ضریب X میزان شیب را می‌رساند که مقادیر آن برای همه ماه‌ها منفی

است، بدین معنی که تاوه قطبی آهنگ کاهشی را تجربه می‌کند. بیشترین آهنگ کاهش در گستره تاوه قطبـی در مـرداد مشاهده می‌گردد که میزان آن حدود ۹۳۰۰۰ کیلومتر مربع در یک سال است. آهنگ کـاهش در نیمـه دوم دوره آمـاری و در دوره تابستان شدت بیشتری دارد. به طور کلی، کاهش گستره تاوه قطبی ناشی از تغییرات اقلیمـی کـلان‌مقیـاس و در بعد سیاره‌ای است که مسلماً افزایش گرمایش جهانی و به تبع آن پیشروی سامانه پرفشـار جنـب حـاره‌ای یکـی از پارامترهای تأثیرگذار خواهد بود.

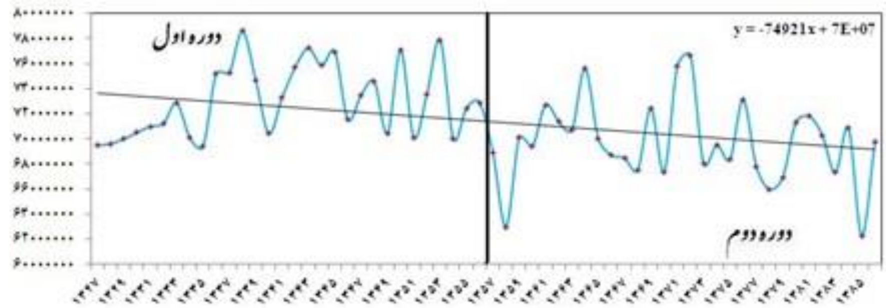
در این نمودارها، محور افقی، سال و محور عمودی، مساحت به کیلومتر مربع است.



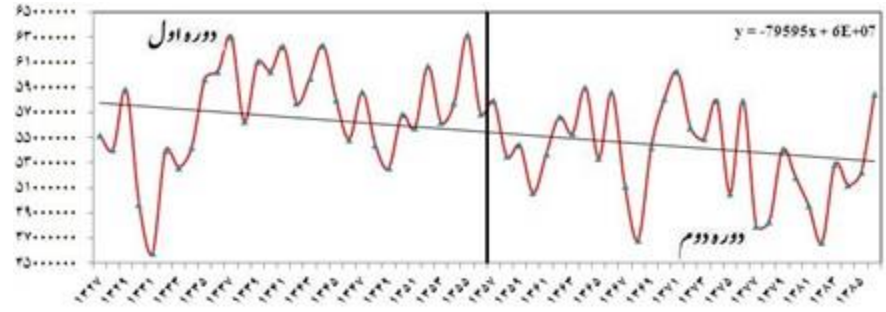
شکل۱. روند تاوه قطبی در فروردین‌ماه



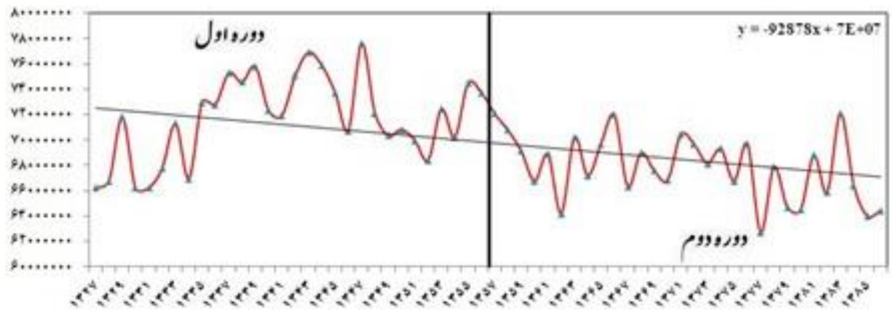
شکل۲. روند تاوه قطبی در اردیبهشت‌ماه



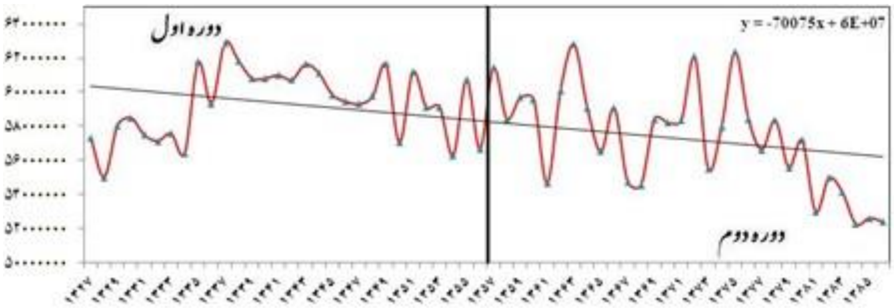
شکل۳. روند تاوه قطبی در خردادماه



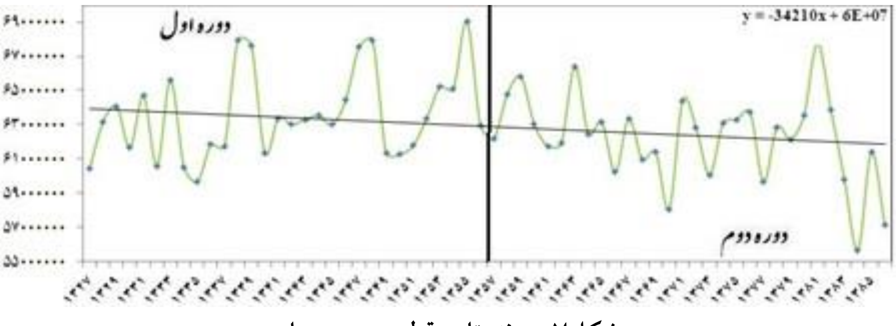
شکل٤. روند تاوه قطبی در تیرماه



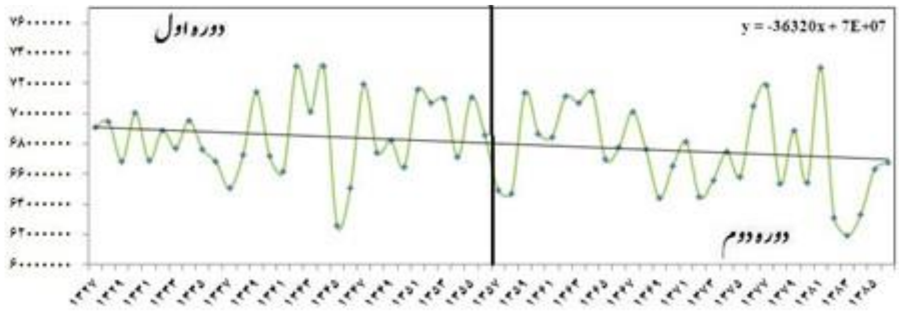
شکل٥. روند تاوه قطبی در مردادماه



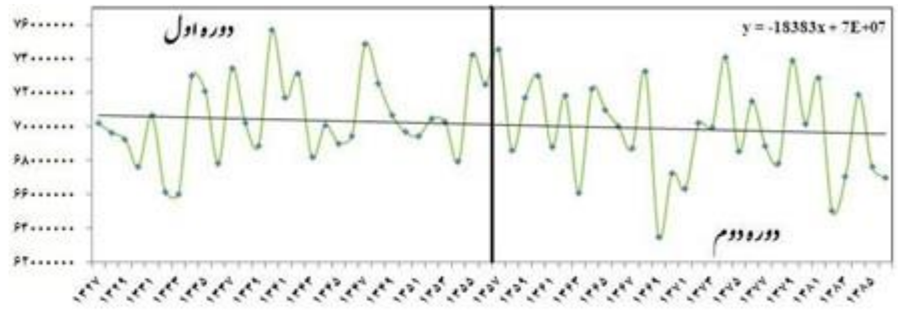
شکل٦. روند تاوه قطبی در شهریورماه



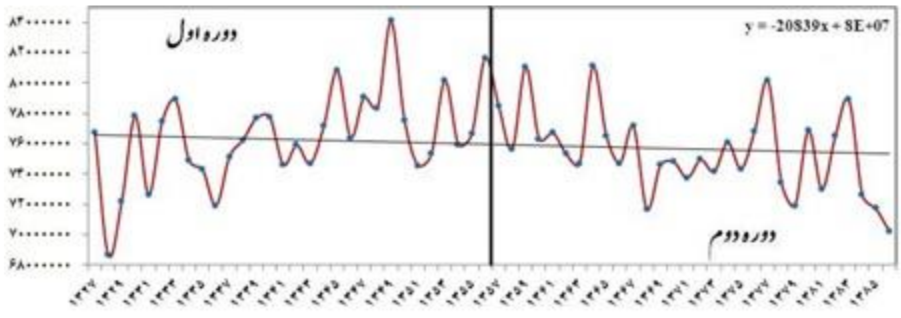
شکل٧. روند تاوه قطبی در مهرماه



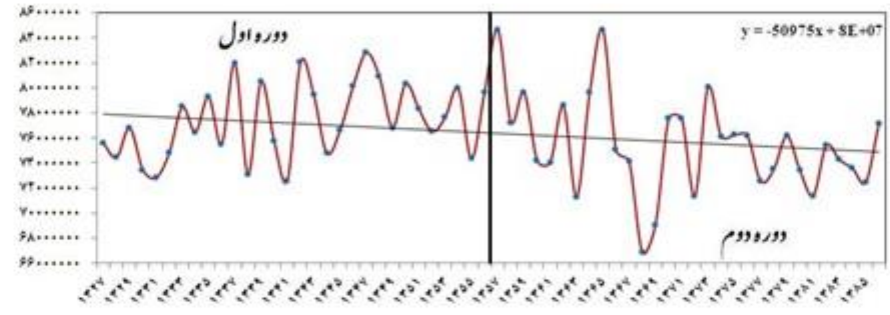
شکل۸. روند تاوه قطبی در آبان‌ماه



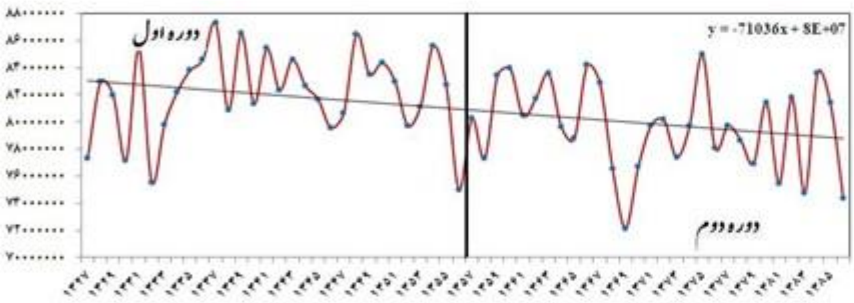
شکل۹. روند تاوه قطبی در آذرماه



شکل۱۰. روند تاوه قطبی در دی‌ماه



شکل۱۱. روند تاوه قطبی در بهمن‌ماه



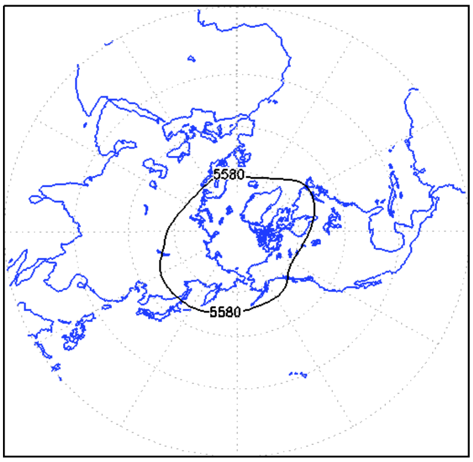
شکل۱۲. روند تاوه قطبی در اسفندماه

همانطور که در مبحث روش‌شناسی اشاره گردید جهت بررسی تغییر اقلیم از طریق مقایسه میانگین‌های گستره تاوه قطبی از آزمون تی- تست برای دو گروه وابسته استفاده شد، برای نیل به این هدف، طول دورهٔ آماری به دو دوره ۳۰ ساله تقسیم شد و متوسط سطح تاوه در دوره دوم ۱۹۷۸-۲۰۰۷ با دوره سی ساله اول (۱۹۴۸-۱۹۷۷) مقایسه گردید. نتیجه آماره‌های مربوط به هر دوره، محاسبه و در جدول (٤) نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که اختلاف میانگین گستره تاوه برای تمام ماه‌ها، منفی است و این مقدار نشان دهنده کاهش گستره تاوه در دوره سی ساله دوم نسبت به دوره اول است. بیشترین میزان کاهش در گستره تاوه قطبی مربوط به مردادماه با ۳/۸ میلیون کیلومترمربع (یعنی تقریباً بیش از دو برابر مساحت ایران) و کمترین مقدار، مربوط به فروردین ماه با ٦۱۷ هزارکیلومتر مربع است.

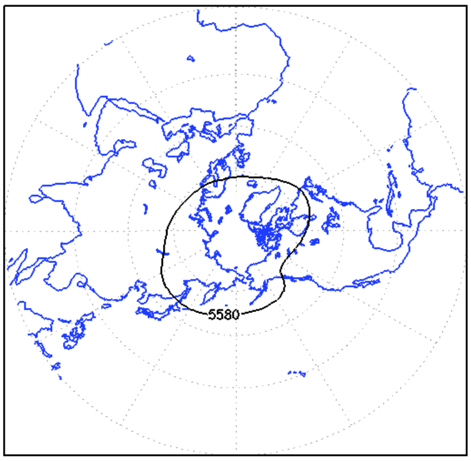
جدول٤. آماره‌های آزمون مقایسه میانگین سطح تاوه در دوره دوم نسبت به دوره اول (Paired-Samples TTest)

آماره‌ها / ماه‌ها	اختلاف میانگین	انحراف معیار	خطای استاندارد میانگین	مقادیر محاسبه شده توسط T	درجه آزادی	درجه معنی‌داری
فروردین	-٦۱۷٥۰۰	٤٥۷۱۹۹٤/۲	۸۳٤۷۲۸/۱	۰/۷٤	۲۹	۰/٤٦٥
اردیبهشت	- ۲۳٥۱۰۰۰	٤٤٤۳٤۳٦/۱	۸۱۱۲٥٦/۷	۲/۹	۲۹	۰/۰۰۷
خرداد	-۳۳۰۱۰۰۰	٤٤۷۰۰۰۳/۱	۸۱٦۱۰۷/۲	٤/۰٤	۲۹	۰
تیر	-۳۳۰۷۰۰۰	٥۳٥٦٥۲۳/٥	۹۷۷۹٦۲/۹	۳/۳۸	۲۹	۰/۰۰۲
مرداد	-۳۸٤۲۰۰۰	٤٥۰۷۷۲٦/٦	۸۲۲۹۹٤/٥	٤/۷	۲۹	۰
شهریور	-۲۰۱۲۰۰۰	۳۸۹٤۲۳٥/٦	۷۱۰۹۸٦/۹	۲/۸۳	۲۹	۰/۰۰۸
مهر	-۱۳٤۳۰۰۰	۳۸۸۸٦۲۹/٥	۷۰۹۹٦۳/٤	۱/۸۹	۲۹	۰/۰٦۹
آبان	-۱۱۸۰۰۰۰	٤۰٥۹۲۰۹/۷	۷٤۱۱۰٦/۹	۱/٥۹	۲۹	۰/۱۲۲
آذر	-۷۲۲٦۰۰	٤۰۸٤۸٥۷	۷٤٥۷۸۹/٤	۰/۹۷	۲۹	۰/۳٤۱
دی	-۱۰۳۷۰۰۰	٤٦٤۷۳٦۱/٤	۸٤۸٤۸۸/۲	۱/۲۲	۲۹	۰/۲۳۱
بهمن	-۱۹۲۸۰۰۰	٥۲٦۹۳۳۲/۳	۹٦۲۰٤٤/۱	۲/۰۱	۲۹	۰/۰٥٤
اسفند	-۲٥۲۳۰۰۰	٤٥۸۰۲٤۷/٤	۸۳٦۲۳٤/۹	۳/۰۲	۲۹	۰/۰۰٥

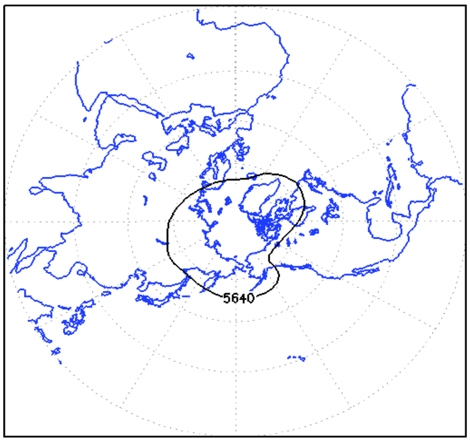
با عنایت به اینکه برای تاوه قطبی در هر ماه، پربند معرف جداگانه تعریف شده است (جدول ۲)، نقشه مربوط به گسترۀ مکانی آن در ماه‌های مختلف سال در دو دورۀ متوسط ۳۰ ساله، ترسیم گردید (شکل ۱۳ تا ۳٦). کمترین گستره تاوه قطبی مربوط به تیرماه می‌باشد، زیرا با گرم شدن هوا و پیشروی پرفشار جنب حاره‌ای تاوه قطبی عقب-نشینی می‌نماید و بیشترین گستره آن در دی ماه وجود دارد، بدلیل اینکه هوا سردتر شده و پرفشار جنب حاره‌ای پسروی کرده است. کاهش گستره تاوه قطبی در ۳۰ سال دوم، برای تمام ماه‌ها قابل مشاهده است. عموماً این سیر کاهشی، در نیمۀ گرم سال بیشتر از نیمه‌سرد سال است. بطور قاطع می‌توان گفت که، عقب‌نشینی تاوه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و کاهش گستره آن می‌تواند ناشی از پیشروی پرفشار جنب‌حاره به عرض‌های بالاتر باشد. از سویی دیگر، ممکن است افزایش دمای کره زمین نیز گسترش تاوه قطبی به عرضهای جغرافیایی پایین‌تر را کاهش داده باشد. به هر حال این سیر کاهشی، نقش مهمی در تغییرات دما و بارش نیمکره شمالی و به‌ویژه ایران خواهد داشت که لزوم توجه بیشتر و مطالعات گسترده‌تر را می‌طلبد. تغییر شکل تاوه در دوره دوم با اول متفاوت است بویژه الگوی پیچانه‌ای تاوه و تقویت یا تضعیف (پیشروی و عقب‌نشینی) الگوهای ناوه‌ای و پشته‌ای در برخی مناطق نیمکره شمالی باعث تغییر در شدت و بسامد الگوهای گردش جوی منطقه‌ای خواهد گردید. بایستی به این نکته اشاره کرد که با توجه به گرمایش جهانی و ذوب بیشتر یخچال‌های قطبی اختلاف دمای قطب و استوا آهنگ کاهشی داشته در نتیجه شیو نصف‌النهاری فشار هم تضعیف می‌گردد. در نتیجه تضعیف شیو نصف‌النهاری فشار، تاوه قطبی نیز ضعیف شده و از حالت مداری خارج و الگوی نامتقارن و ناوه‌ای و پشته‌ای پیدا می‌کند. با پیدایش این الگو، ناهنجاری‌های آب‌وهوایی افزایش می‌یابد.



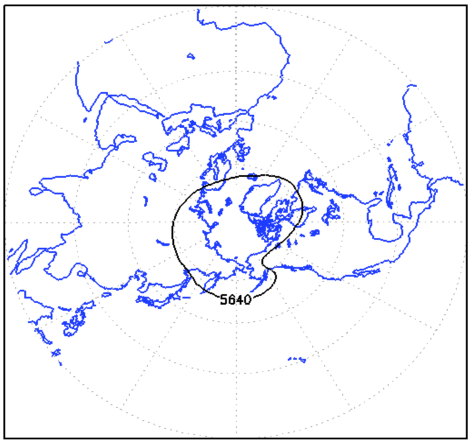
شکل ۱۳. متوسط گستره تاوه در فروردین دوره اول



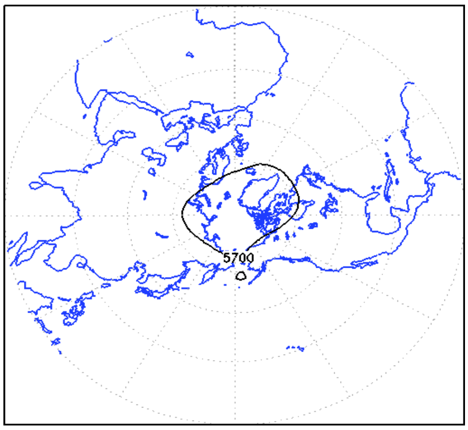
شکل ۱٤. متوسط گستره تاوه در فروردین دوره دوم



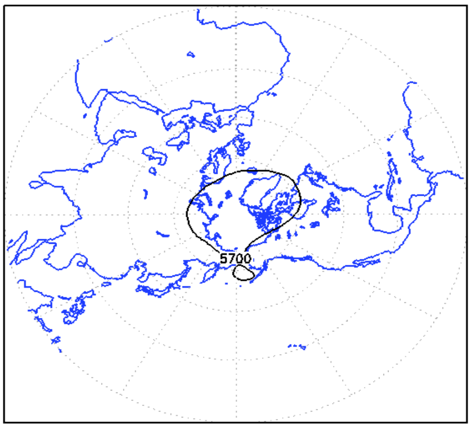
شکل ۱۵. متوسط گستره تاوه در اردیبهشت دوره اول



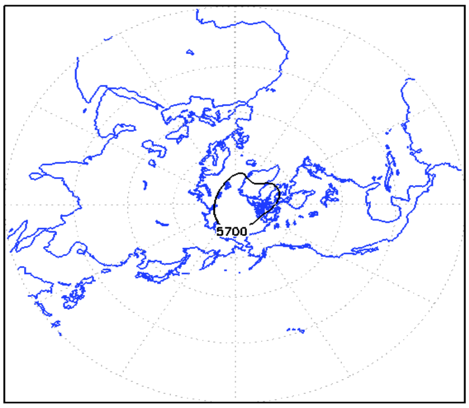
شکل ۱٦. متوسط گستره تاوه در اردیبهشت دوره دوم



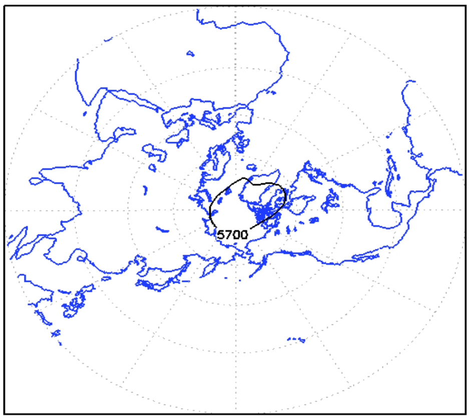
شکل ۱۷. متوسط گستره در تاوه خردادماه دوره اول



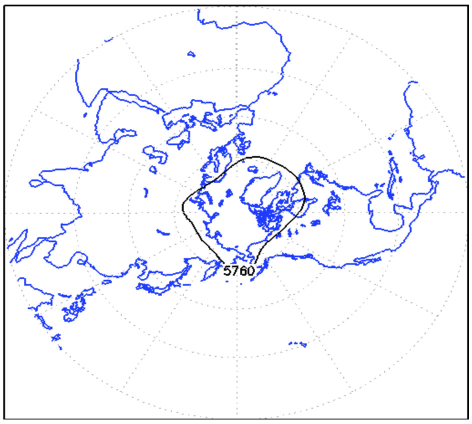
شکل۱۸. متوسط گستره تاوه در خردادماه دوره دوم



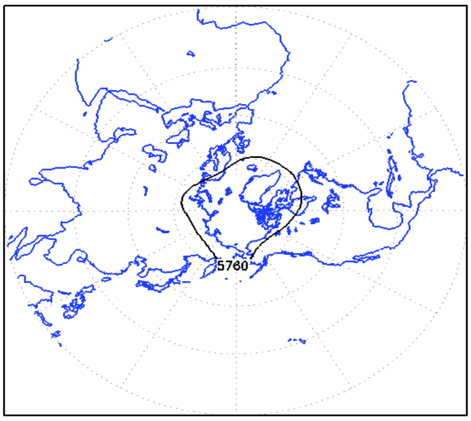
شکل ۱۹. متوسط گستره تاوه در تیرماه دوره اول



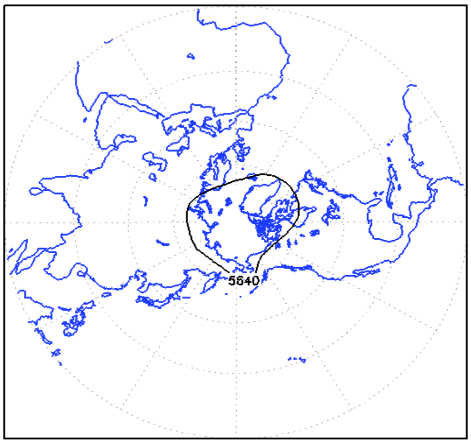
شکل ۲۰. متوسط گستره تاوه در تیرماه دوره دوم



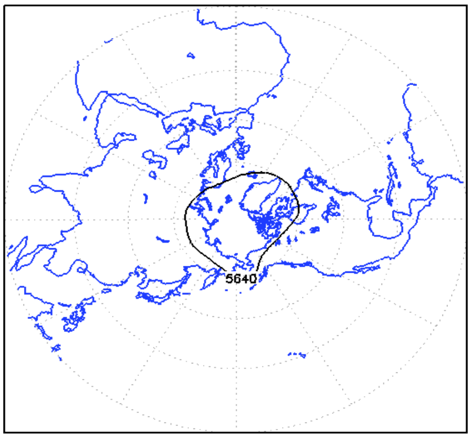
شکل ۲۱. متوسط گستره تاوه در مردادماه دوره اول



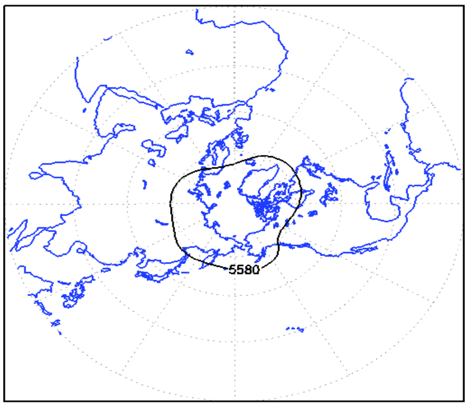
شکل۲۲. متوسط گستره تاوه در مردادماه دوره دوم



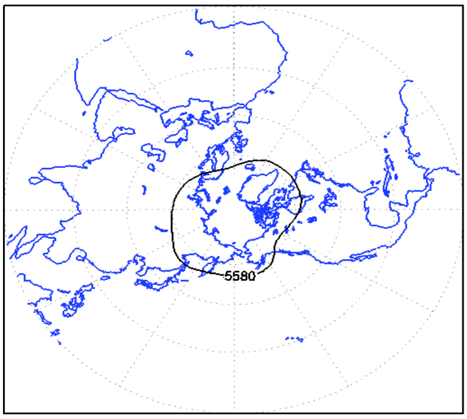
شکل ۲۳. متوسط گستره تاوه در شهریور دوره اول



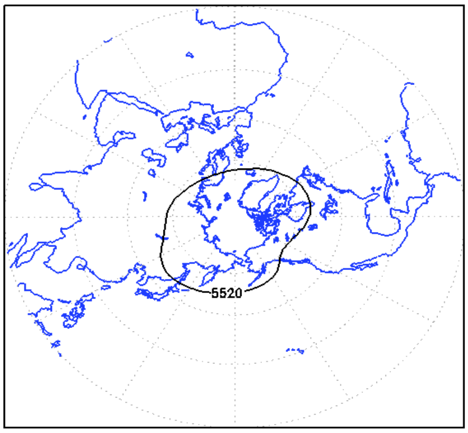
شکل ۲٤. متوسط گستره تاوه در شهریور دوره دوم



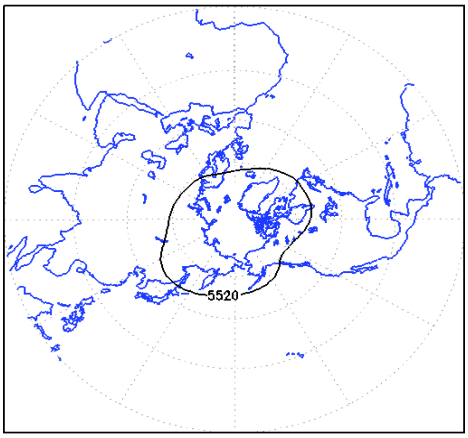
شکل ۲۵. متوسط گستره تاوه در مهرماه دوره اول



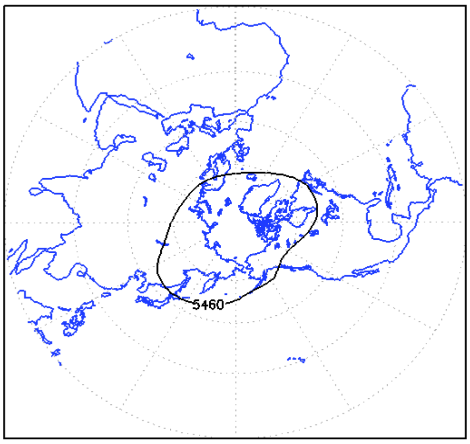
شکل ۲٦. متوسط گستره تاوه در مهرماه دوره دوم



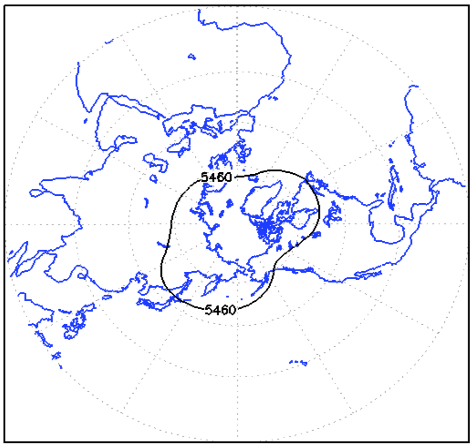
شکل ۲۷. متوسط گستره تاوه در آبان‌ماه دوره اول



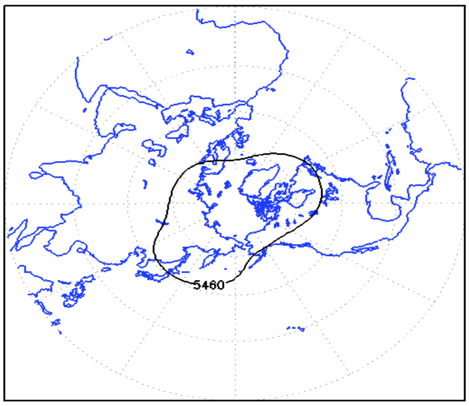
شکل ۲۸. متوسط گستره تاوه در آبان‌ماه دوره دوم



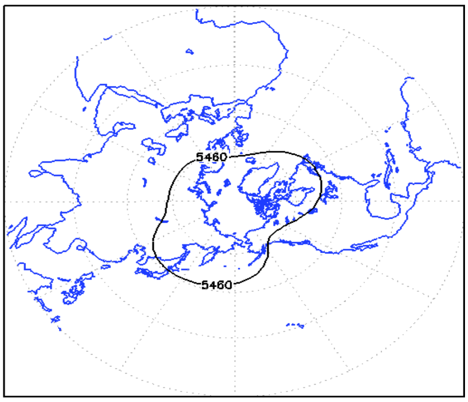
شکل ۲۹. متوسط گستره تاوه در آذرماه دوره اول



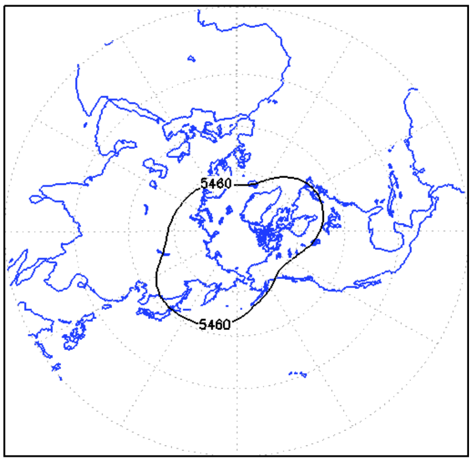
شکل ۳۰. متوسط گستره تاوه در آذرماه دوره دوم



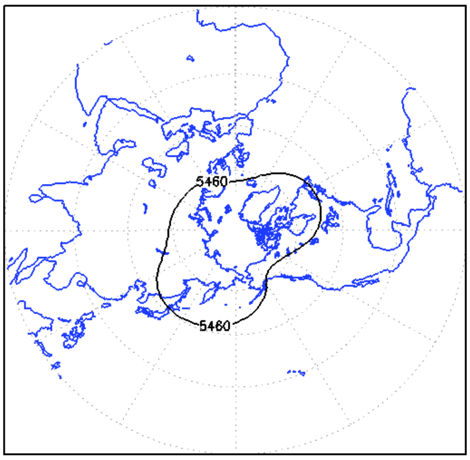
شکل ۳۱. متوسط گستره تاوه در دی‌ماه دوره اول



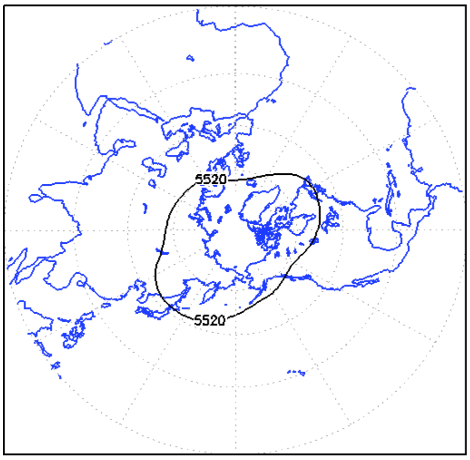
شکل ۳۲. متوسط گستره تاوه در دی‌ماه دوره دوم



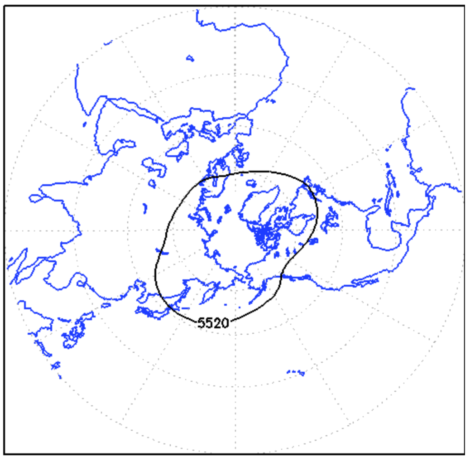
شکل ۳۳. متوسط گستره تاوه در بهمن‌ماه دوره اول



شکل ٣٤. متوسط گستره تاوه در بهمن‌ماه دوره دوم



شکل ۳۵. متوسط گستره تاوه در اسفندماه دوره اول



شکل ٣٦. متوسط گستره تاوه در اسفندماه دوره دوم

۵. نتیجه‌گیری

تغییرات اقلیمی ناشی از گرمایش زمین با سرعتی فزاینده ابردستگاه اقلیم را دچار آشفتگی نموده است. در این میان، تغییر در روند سامانه‌های کلان مقیاسی همچون تاوه قطبی، نقش بسزایی در تغییر اقلیم مناطق تحت سیطره خویش ایفا نموده است.

نکته قوت این پژوهش در آن است که اولاً از دوره آماری طولانی‌تر و ثانیاً سطح تاوه به صورت رقومی در نرم افزار محاسبه شده است، در حالی‌که در اغلب مطالعات به‌ویژه مطالعات داخلی این موارد به چشم نمی‌خورد. نتایج پژوهش حاضر نشان داد که ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفند گستره تاوه قطبی آهنگ کاهشی

را در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ تجربه می‌نماید، که احتمالاً با گسترش پرفشار جنب‌حاره‌ای به عرض‌های جغرافیایی بالاتر انطباق دارد. همچنین نتایج حاکی از آن است که در هر دو دوره ۳۰ ساله مورد پژوهش و در تمامی ماه‌ها، گستره تاوه قطبی کاهش یافته و سیر نزولی داشته است که عموماً این سیر کاهشی در نیمه گرم سال بیشتر از نیمه‌سرد سال است. به طور کلی، کاهش گستره تاوه قطبی می‌تواند ناشی از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس و در بعد سیاره‌ای باشد که مسلماً افزایش گرمایش جهانی یکی از پارامترهای تأثیرگذار خواهد بود. تغییر شکل تاوه قطبی (الگوهای ناوه‌ای و پشته‌ای) و خارج شدن آن از حالت مداری به نصف النهاری در اثر کاهش شیو نصف النهاری فشار باعث ناهنجاری‌های اقلیمی منطقه‌ای از جمله تغییر در نوع و میزان بارش و دما خواهد گردید.

کتابنامه

حجازی‌زاده، زهرا؛ ۱۳۷٦. **بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره**. مجله رشد آموزش جغرافیا. شماره ٤٥. ۲۰-۲۵.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۸. **بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹٦۱**. مجله نیوار. شماره٤٥-٤٤. ۲۹-۷.

علی‌دادی، معصومه؛ ۱۳۸۹. **تاوه قطبی و نقش آن در تعیین نوع و مقدار بارش در غرب میانی ایران**. پایان نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی. دانشگاه تهران.

مرادی، حمیدرضا و محمد خیراندیش؛ ۱۳۷۹. **تاوه قطبی و تطبیق الگوهای سینوپتیکی با شرایط ترسالی و خشکسالی در کشور**. اولین کنفرانس ملی بررسی راهکارهای مقابله با کم آبی و خشکسالی. کرمان. دانشگاه باهنر کرمان.

مهدوی، مسعود و طاهرخانی، مهدی؛ ۱۳۸۳. **کاربرد آمار در جغرافیا**. انتشارات قومس. صفحه ۳٦۷.

میر رکنی، سید مجید و محب الحجه، علیرضا؛ ۱۳۹۰. **تحلیل چرخه‌های نوسان تاوه قطبی در یک مدل آب کم عمق برای پوش‌سپهر با استفاده از فرایافت‌های اویلری**. مجلهٔ فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۷. شماره ۲. صفحه ۲۲۳-۲۱۱.

Ahrens, C.D., (1999). Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment. Pacific Grove, USA: Brooks/ Cole-Thomson Learning.

Angell, J. K. (1998). Contraction of the 300 mbar north circumpolar vortex during 1963– 1997 and its movement into the Eastern Hemisphere, *J. Geophysics. Res.*, *103*, 25,887-893.

Angell, J. K.(1992). Relation between 300-mb north polar vortex and equatorial SST, QBO, and sunspot number and the record contraction of the vortex in 1988– 89, *J. Climatology.*, *5*, 22–29.

Angell, J. K.(1997). Stratospheric warming due to Agung, El Chi chon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation, *J. Geophysics. Res.*, *102*, 979–985.

Burnett, A. W., and A. R. McNicoll, (2000). Inter annual variations in the Southern Hemisphere winter circumpolar vortex: Relationships with the semiannual oscillation, *J. Climatology. 13,* 991– 999.

Choi, G, Robinson, D. A, and Kwon, Won-Tae. (2009). Recent changes in the northern hemisphere circumpolar vortex. Association of American Geographers, Las Vegas, USA.

Davis, R. E., and S. R. Benkovic, (1994). Spatial and temporal variations of the January circumpolar vortex over the Northern Hemisphere. Int. *J.Climatology. 14*, 415– 428.

Davis, R. E., and S. R. Benkovic. (1992). Climatological variations in the Northern Hemisphere circumpolar vortex in January. Theor. *Appl. Climatology., 46*, 63– 74.

Frauenfeld, O. W. and Davis, R. E. (2003). Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. Journal Geophysical Research, VOL. 108, NO. D14, 7-13.

Frauenfeld, O. W. and R. E. Davis. (2000). The influence of El Nin˜o-Southern Oscillation events on the Northern Hemisphere 500 hpa circumpolar vortex. Geophysics. Res. Letter., 27, 537–540.

Frauenfeld, O. W., and R. E. Davis. (2002). Mid latitude circulation patterns associated with decadal and inter annual Pacific Ocean variability. *Geophysics. Res. Letter., 29(24),* 2221.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens. (2000). Warming of the world ocean. *Science, 287*, 2225– 2229.

Markham, C. G. (1985). A quick and direct method of estimating mean monthly global temperatures from 500 Mb data. *Prof. Geography. 37*, 72– 74.

Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, and J. M. Oberhuber. (1994). The 1976–77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography, 7*, 21– 26.

Minobe, S. (1999). Resonance in bidecadal and pent decadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysics. Res. Letter., 26*, 855–858.

Rong, P. P. and Waugh, D. W. (2004). Vacillations in a shallow water model of the stratosphere. *J. Atmos. Sci. 61*, 1174–1185.

Salby, M. and Callaghan, P. (2004) Evidence of the Solar Cycle in the General Circulation of the Stratosphere. *J. Climate. 17*, 34–46.

Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2008) Internal variability of the stratospheric polar vortex. Part II: Time-dependent forcing, *J. Atmos. Sci., 65*, 2375–2388.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace. (2001). Annular modes in the extra tropical circulation. part II, Trends, *J. Climatology. 13*, 1018–1036.

Waugh, D. W. (1993). Subtropical stratospheric mixing linked to disturbances in the polar vortices. *Nature, 365*, 535–537.

Wrona, K. M. (2005). Long-Term change and variability in northern hemisphere circumpolar vortex. A Thesis, B.S. Northern Illinois University, The Department of Geography and Anthropology, May 2005, 1-104.